第38卷　第5期
2021年9月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 38 No. 5
Sep. 2021

基于地理探测器分析青藏高原降水$\delta^{18}O$空间分异特征

席文涛[1,2]，　高　晶[1,3]

(1. 中国科学院青藏高原研究所 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室，北京　100101；
2. 中国科学院大学，北京　100049；3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心，北京　100101)

摘　要： 地理探测器是研究地理现象的空间分异性，并且定量分析其驱动因子的一种统计方法。利用地理探测器方法对青藏高原24个站点的降水$\delta^{18}O$年均值进行了分析，该方法可在一定程度上反映青藏高原降水$\delta^{18}O$年均值的空间分异性，得出纬度、海拔、经度和降水量对青藏高原降水$\delta^{18}O$年均值空间分异的解释力分别为0.82、0.71、0.57和0.49，温度对青藏高原降水$\delta^{18}O$年均值空间分异的解释力不显著；因子之间的共同作用增强了降水$\delta^{18}O$年均值在空间上的分异性。讨论了青藏高原站点降水$\delta^{18}O$年均值与纬度、经度、海拔、年降水量和年均温之间的关系，并对降水$\delta^{18}O$主控因子的季节变化进行分析，得出纬度对青藏高原降水$\delta^{18}O$年均值、夏季均值和冬季均值空间分异的解释力均为最强。

关键词： 青藏高原；降水$\delta^{18}O$；空间分异性；地理探测器

水体稳定同位素($\delta^{18}O$，δD)是有效的环境示踪剂。1964年Dansgaard利用全球降水同位素监测网(Global Network of Isotopes in Precipitation, GNIP)早期收集的降水$\delta^{18}O$数据发现降水同位素的变化与气温、降水量和海拔等因子有关[1]。此后大量研究关注于降水$\delta^{18}O$的气候和环境意义[2-5]，并且已有大量研究表明降水$\delta^{18}O$的变化表现出温度效应、降水量效应、纬度效应、大陆效应和海拔效应，以及受水汽来源地和区域综合性对流活动的影响[6-10]。随着20世纪80年代青藏高原冰芯研究工作的开展，中国学者启动了青藏高原降水同位素监测计划(Tibetan Plateau Network of Isotopes in Precipitation, TNIP)，对20多个站点的降水同位素变化进行了多年连续监测，对该地区冰芯记录解释和水文循环等研究提供理论基础。基于这项计划，学者们对青藏高原降水$\delta^{18}O$的时空变化规律及主控因素已经获得了较为深入的认识[11-16]，发现青藏高原南北部分别受控于印度季风环流和西风环流，降水$\delta^{18}O$在夏季表现为北部高于南部，冬季表现为南部高于北部。目前，鲜有专门针对青藏高原降水$\delta^{18}O$空间分异性的量化研究。

地理探测器统计方法的基本原理为方差分析。该方法通过比较类别型数据或数值型数据层内与层间方差大小，定量研究地理现象的空间分异性及其控制因子之间的交互作用。与其他空间分异性研究方法相比，地理探测器方法具有更高解释效力的优势。该方法已经成功的应用于疾病传播规律、土地利用变化和地理分界线的讨论等研究之中[17]。

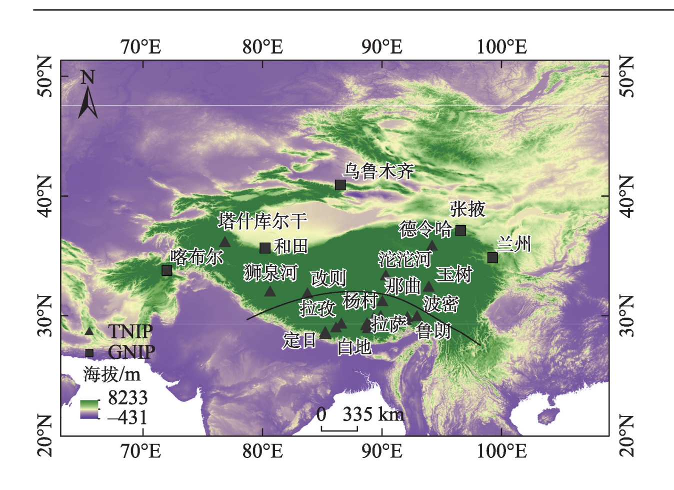
本文在前人研究工作的基础上，利用青藏高原地区GNIP和TNIP共计24个观测站点多年的降水$\delta^{18}O$数据，结合地理探测器方法对青藏高原降水$\delta^{18}O$的空间分异性进行了分析，旨在定量探析不同影响因子对青藏高原降水$\delta^{18}O$空间分异的解释程度。

1　数据与方法

1.1　数据

本文中主要被解释变量为青藏高原24个站点的降水$\delta^{18}O$年均值，解释变量为站点的纬度、经度、海拔、年均温和年均降水量。24个站点的降水$\delta^{18}O$年均值，由基于事件尺度的降水$\delta^{18}O$数据，经过降水

收稿日期： 2021-02-25；　**修订日期：** 2021-06-28
基金项目： 国家自然科学基金面上项目(41871068)；国家自然科学基金优秀青年科学基金项目(41922002)
作者简介： 席文涛(1996-)，男，硕士研究生，主要从事水稳定同位素循环过程研究. E-mail: xiwentao@itpcas.ac.cn



注:黑色曲线将本文所使用的站点分为高原南部和北部。

图1 青藏高原降水δ18O各个采样站点空间分布示意图

Fig. 1 Map showing the locations of sampling sites over the Tibetan Plateau

量加权计算得出。如图1所示,降水δ18O数据的来源有两部分:19个站点来源于TNIP,为事件尺度的降水同位素观测数据,TNIP数据来源于国家青藏高原科学数据中心(http://data.tpdc.ac.cn/zh-hans/);另外5个站点来源于GNIP(http://www.iaea.org/water),为月平均的降水同位素观测数据,这些数据均可以通过网络进行在线获取,表1汇总了这些站点的基本观测信息。TNIP站点2004年之前采集的降水样品在中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室,用MAT-252气体质谱仪进行测量,精度为±0.2‰,2004年之后的降水样品在中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室用MAT-253气体质谱仪进行测量,精度为±0.1‰。所有降水δ18O的测量值均经过VSMOW校准。每个站点采用的温度与降水量资料也分别来源于GNIP和TNIP数据库。GNIP的年均温与年均降水量,由月平均数据计算得出;TNIP的年均温与年均降水量由来自采样点附近的气象站的观测数据计算得出。

将24个站点的观测数据组成的数据集,按照月份分为不同的季节进行分析,季节划分的方法为,6、7、8月为夏季,12、1、2月为冬季。为了对青藏高原不同区域的降水δ18O的影响因子进行讨论,利用

表1 青藏高原GNIP和TNIP站点的观测资料

Tab. 1 Basic information of sampling sites over the Tibetan Plateau

站点名称	纬度/(°)	经度/(°)	海拔/m	降水量/mm	年均温/℃	样本量(n)	观测期	数据来源
樟木	28.0	86.0	2239	1318	16.3	71	2005年	TNIP
玉树	33.0	97.0	3682	386	3.6	536	2000—2004年	TNIP
羊村	29.9	91.9	3500	296	10.4	57	2005年	TNIP
翁果	28.9	90.4	4500	253	4.0	90	2004—2007年	TNIP
沱沱河	34.2	92.4	4533	204	-1.3	1022	1991—2005年	TNIP
塔什库尔干	37.8	75.3	3100	115	1.6	143	2003—2005年	TNIP
狮泉河	32.5	80.1	4278	82	0.5	96	1999—2002年	TNIP
奴下	29.5	94.6	2780	347	11.9	88	2005年	TNIP
聂拉木	28.2	86.0	3810	590	3.3	776	1996—2006年	TNIP
那曲	31.5	92.1	4508	500	-0.3	1132	1999—2005年	TNIP
鲁朗	29.8	94.7	3327	467	5.7	119	2007年	TNIP
拉孜	29.1	87.7	4000	216	13.7	41	2005年	TNIP
拉萨	29.7	91.1	3658	417	6.3	1041	1994—2006年	TNIP
改则	32.3	84.1	4430	229	-1.0	322	1998—1999年	TNIP
堆村	28.6	90.5	5030	290	-0.9	152	2004—2007年	TNIP
定日	28.7	87.1	4330	265	7.1	285	2000—2006年	TNIP
德令哈	37.4	97.4	2981	186	2.2	115	1992—2006年	TNIP
波密	29.9	95.8	2737	431	8.4	111	2007—2008年	TNIP
白地	29.1	90.4	4430	313	1.2	171	2004—2007年	TNIP
张掖	38.9	100.4	1483	154	7.8	86	1986—2003年	GNIP
乌鲁木齐	43.8	87.6	918	304	7.4	131	1986—2003年	GNIP
兰州	36.1	103.9	1517	322	10.4	41	1985—1999年	GNIP
喀布尔	34.7	69.1	1860	330	11.6	109	1962—1991年	GNIP
和田	37.1	79.6	1375	209	9.1	47	1988—1992年	GNIP

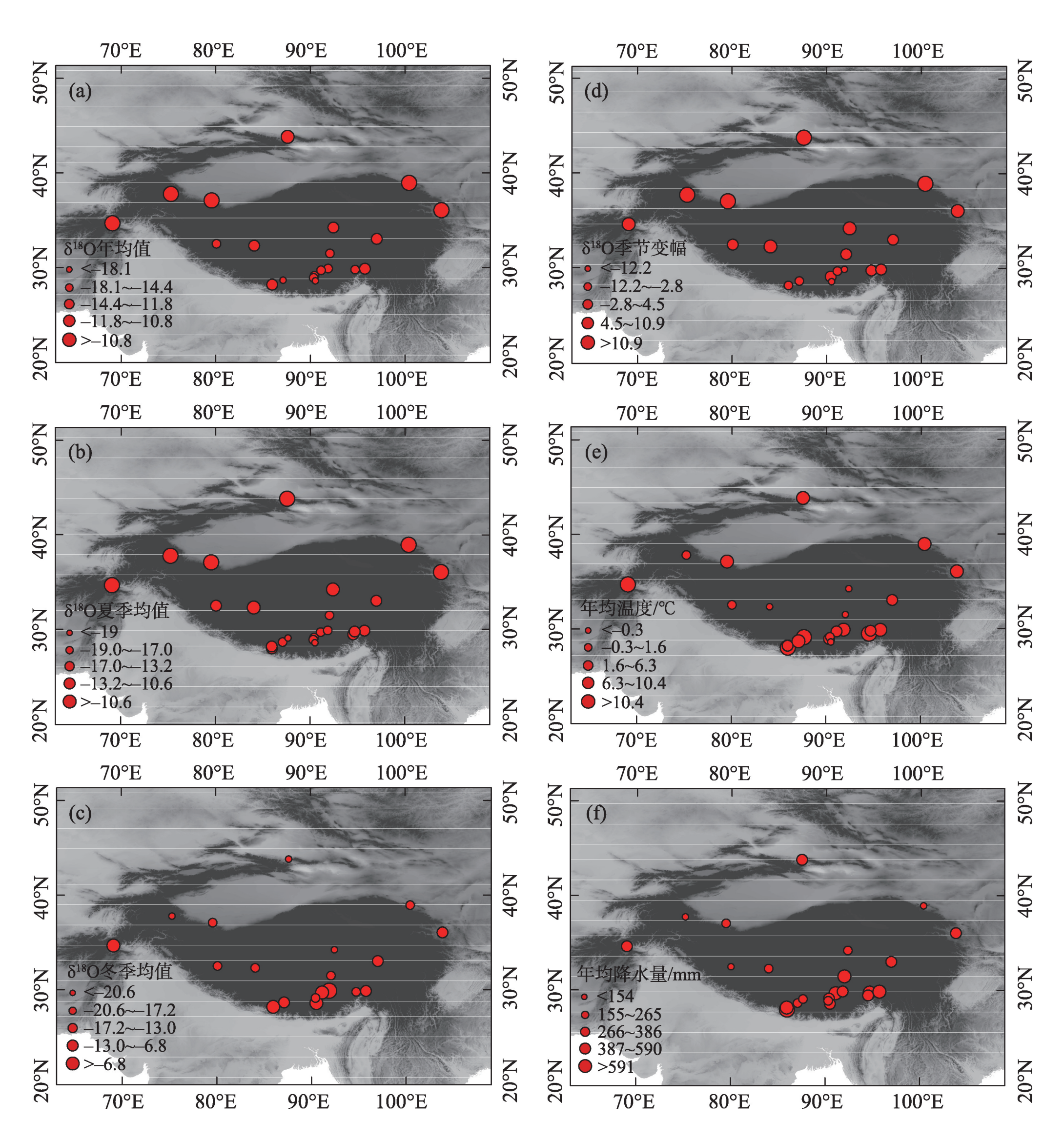
降水$\delta^{18}O$的夏季均值减去冬季均值，得到各个站点降水$\delta^{18}O$的季节变化情况，那曲站以北降水$\delta^{18}O$夏季大于冬季，以南降水$\delta^{18}O$冬季大于夏季(图1和图2)，那曲站以北的区域在本文中定义为高原北部，反之则为高原南部。研究表明[18]，青藏高原受控于西风和季风两大环流，表现为3种气候模态，那曲位于西风和季风模态过渡的区域，因此，本文对青藏高原南北区域的划分方法，本质上与前人的研究结论一致。

1.2 地理探测器方法

地理探测器方法本质上为方差分析，由王劲峰等[17]提出，用来探测地理现象的空间分异性。该方法通过比较层内方差与层间方差，可以定量表达研究对象的空间分异特征，将不同影响因子进行交互分析，还可以分析不同影响因子之间的交互作用。本文将影响降水同位素的每一个地理因子(如纬度、经度、海拔、温度和降水)分为不同的层，在不同的层内这些地理因子具有不同的属性值，如果某个地理因子主控降水$\delta^{18}O$的空间分异，那么降水$\delta^{18}O$将会和这个因子表现出相似的分布规律。地理探测器中的因子探测器可以探测各个解释指标在多大程度上解释了降水$\delta^{18}O$的空间分异，以q统计量来度量，计算公式如下：

$$q = 1 - \frac{\sum_{h=1}^{L} N_h \sigma_h^2}{N\sigma^2}$$

式中：q为因子对降水$\delta^{18}O$空间分异的解释力，q的值



注：图d是由夏季$\delta^{18}O$均值减去冬季$\delta^{18}O$均值得到的$\delta^{18}O$季节变幅。

图2 青藏高原降水$\delta^{18}O$及其影响因子的空间分布

Fig. 2 Maps showing the distribution on $\delta^{18}O$ in precipitation and its factors over the Tibetan Plateau

域为[0, 1]，q值越大说明因子对降水δ^{18}O空间分异的解释力越强，q为1表明因子完全控制了降水δ^{18}O的空间分布；h取值为[1, L]，代表降水δ^{18}O和各个因子的分层数，即分类或分区；N和N_h分别为全区和h层的样本数；σ_h^2和σ^2分别为第h层和全区降水δ^{18}O的方差。

地理探测器中的交互作用用来探测识别不同因子之间的交互作用对降水δ^{18}O分异的解释力增强还是减弱，表2表明了2个因子交互作用的结果。

表2 双因子交互关系

Tab. 2 Redefined interaction relationships

判断依据	交互作用结果
$q(X_1∩X_2)<\min[q(X_1),q(X_2)]$	非线性减弱
$\min[q(X_1),q(X_2)]<q(X_1∩X_2)<\max[q(X_1),q(X_2)]$	单因子非线性减弱
$q(X_1∩X_2)>\max[q(X_1),q(X_2)]$	双因子增强
$q(X_1∩X_2)=q(X_1)+q(X_2)$	独立
$q(X_1∩X_2)>q(X_1)+q(X_2)$	非线性增强

1.3 计算步骤

将多年期间各个站点降水δ^{18}O数据，按照降水量加权平均计算得出各个站点降水δ^{18}O的年均值，这代表了多年期间各个站点降水δ^{18}O的平均状态；将多年期间各个站点夏、冬季降水δ^{18}O数据，分别按照其降水量进行加权平均，计算各个站点降水δ^{18}O的夏、冬季均值，本文在计算加权平均值时所采用的方法均为算术加权平均。

地理探测器方法要求解释变量为类别型变量，首先将降水δ^{18}O的各个解释变量按照属性值大小根据等间隔分类转化为类别型变量；然后利用地理探测器程序包求出各个指标的q统计量及其显著性水平，其余统计分析工作均由R语言完成。

2 结果分析

2.1 青藏高原降水δ^{18}O的时空分布

如图2所示，青藏高原降水δ^{18}O年均值北部较大，南部较小；温度表现为年均值南部最高，中部最低，北部介于二者之间；降水量年均值变化表现为由高原南部向北部减小。在季节变化上，青藏高原南部降水δ^{18}O冬季均值大于夏季均值，而高原北部降水δ^{18}O夏季均值大于冬季均值，这与前人研究结果一致[18-19]。在空间变化上，青藏高原降水δ^{18}O的年均值与夏季均值的表现较为一致，这与青藏高原的降水约50%~80%发生在夏季有关。

2.2 各个因子的q统计量

表3显示了各个因子对降水δ^{18}O年均值空间分异的解释力，得出纬度>海拔>经度>降水量(P<0.05)，表明纬度对青藏高原降水δ^{18}O年均值的分异起着主要控制作用，而温度对青藏高原降水δ^{18}O年均值空间分异的影响不显著。

2.3 各个因子交互作用的q统计量

如表4所示，交互作用探测结果表明，纬度、经度、海拔和降水量4个因子之间的两两共同作用以及温度和海拔、温度和纬度之间的共同作用对青藏高原降水δ^{18}O年均值空间分异的解释力均表现为双因子增强，而且温度和降水量、温度和经度之间的共同作用对青藏高原降水δ^{18}O年均值空间分异的解释力表现为非线性增强。其中，纬度和降水量共同作用的解释力达到了0.93，纬度和海拔共同作用的解释力为0.91，纬度和温度共同作用的解释力为0.86，经度和温度共同作用的解释力为0.83，海拔和降水量共同作用解释力为0.85，海拔和温度共同作用的解释力为0.86，温度和降水共同作用的解释力为0.84。这表明因子之间的共同作用增强了青藏高原降水δ^{18}O年均值的空间分异性。

表3 青藏高原降水δ^{18}O年均值影响因子的q统计量

Tab. 3 The q-statistics of geographic factors of the annual mean value on δ^{18}O in precipitation over the Tibet Plateau

	影响因子				
	海拔	经度	纬度	年均温	年降水量
q统计量	0.71	0.57	0.82	0.17	0.49
P值	0.002	0.026	0.000	0.493	0.048

表4 青藏高原降水δ^{18}O年均值影响因子交互作用的q统计量

Tab. 4 The interactive q-statistics of geographic factors on δ^{18}O in precipitation over the Tibetan Plateau

	影响因子交互作用的q统计量				
	海拔	经度	纬度	年均温	年降水量
海拔	0.71				
经度	0.87	0.57			
纬度	0.91	0.85	0.82		
年均温	0.86	0.83	0.86	0.17	
年降水量	0.85	0.71	0.93	0.84	0.49

注：数字为所在行的行名与所在列的列名经过交互作用分析得出的q统计量。

3　青藏高原降水δ18O空间分异的主控因素

3.1　δ18O年均值与纬度和降水量的关系

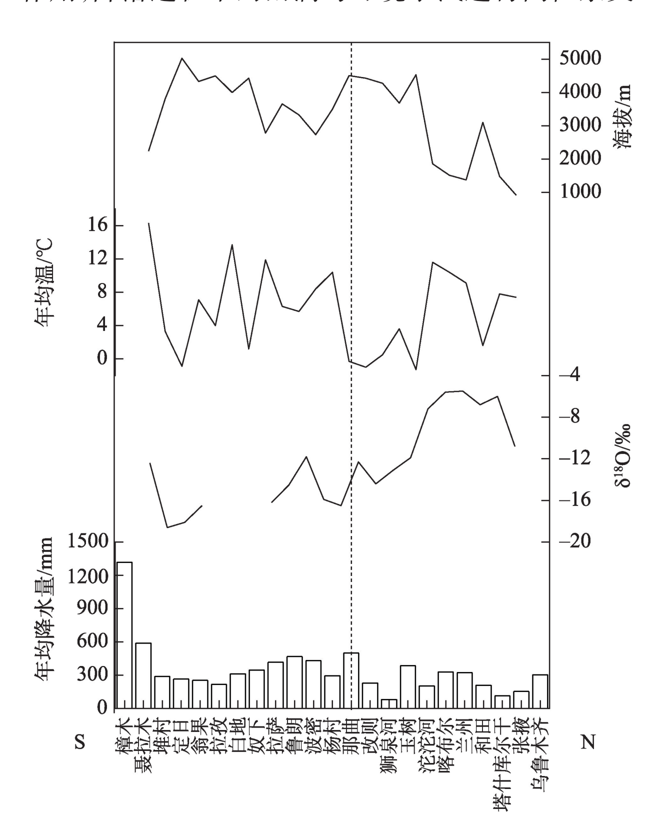
通过地理探测器方法得出纬度对高原降水δ18O年均值空间分异的解释力超过0.8，纬度和降水共同作用的解释力达到0.93。这实际上反映了青藏高原从南至北不同的气候模态和水汽传输特征。已有大量研究表明，青藏高原气候表现为西风模态、季风模态和过渡模态，决定了降水稳定同位素的时空分布特征[18-23]。高原南部降水同位素的变化主要受控于印度季风带来的暖湿性水汽[24-25]，北部地区降水同位素的变化主要受控于西风带来的高纬度海洋或大陆性水汽[26-27]。因此，本研究中的纬度和降水的共同作用主要反映的是西风和印度季风不同传输水汽的控制作用。

对所有站点的降水δ18O与对应的年降水量进行相关分析，发现站点降水δ18O年均值与降水量之间无显著相关性（$\delta^{18}O=-0.01p-9.54$，$R^2=0.08$，$P=0.21$，p为降水量，单位为$mm\cdot a^{-1}$）。然后分区进行讨论，得出高原南部站点降水δ18O与降水量之间存在显著正相关关系（$\delta^{18}O=0.013p-20.55$，$R^2=0.46$，$P<0.05$），北部则不显著。这与前人针对南部站点降水δ18O季节变化与降水量之间的负相关关系不同[18]。这是由于本文在空间上探讨降水δ18O与降水量的关系，这种正相关关系实质上反映了各个站点距离主要水汽源地的距离，即反映大陆效应。高原南部夏季主要受海洋性水汽控制，随着气团向内陆移动，湿绝热降温过程进行，气团水汽质量减小，饱和温度降低，随后分馏系数增大，降水δ18O值也偏低。

3.2　δ18O年均值与海拔之间的关系

地理探测器结果显示，海拔对降水δ18O空间分异的解释力达到了0.71，仅次于纬度，这表明海拔在驱动青藏高原降水δ18O空间分异方面发挥着重要作用。已有学者对青藏高原不同区域的海拔效应进行过研究，例如，孙从建等[20]在高原西北部利用5个站点的数据，得出降水δ18O显著的高程效应（$\delta^{18}O=-0.00126h-9.01$，$R^2=0.82$，$h$为海拔，单位m），即降水δ18O随着海拔的升高表现为降低，垂直递减率为$-0.126‰\cdot(100m)^{-1}$。文蓉等[22]在喜马拉雅山脉南坡利用3个站点的数据，得出降水δ18O的垂直递减率为$-0.17‰\cdot(100m)^{-1}$，二者在青藏高原不同地区的研究均显示降水δ18O的垂直递减率明显低于全球平均值$0.28‰\cdot(100m)^{-1}$[23]。本研究依据青藏高原24个站点的数据，得出青藏高原降水δ18O年均值与海拔同样呈显著负相关关系（$\delta^{18}O=-0.0027h-3.41$，$R^2=0.65$，$P<0.001$），其垂直递减率为$-0.27‰\cdot(100m)^{-1}$，与全球平均值接近，这可能与不同研究选用站点的空间代表性有关，本文使用24个站点分析降水δ18O与海拔之间的关系，相对而言代表整个青藏高原地区的海拔效应。

图3显示，高原南部的堆村、定日和翁果站海拔较高，温度偏低，降水量较少，无论是年均值还是夏季均值，降水δ18O均表现为严重贫化，甚至堆村达到研究区内的最低值，这是由于夏季海洋性水汽在翻越喜马拉雅山过程中，受控于瑞利分馏过程，降水δ18O值降低[26]。但随着纬度的增加，降水δ18O值又表现出升高的趋势，这可能与气团混合了局地蒸散发水汽有关[27-29]，并且受不饱和空气中云下蒸发的作用，降落过程中的雨滴与环境水汽进行同位素交



注：黑色虚线为高原南部和北部的界线。

图3　青藏高原降水δ18O年均值及其因子的纬度变化

Fig. 3　The change of the annual mean value on δ18O in precipitation and its factors with latitude over the Tibetan Plateau

换时,重同位素更倾向于进入雨滴,从而使得降水δ18O值偏高[30]。

3.3 δ18O年均值与温度之间的关系

根据瑞利分馏模式,当水汽源地和混合过程的影响较小,或者不考虑这种影响时,那么从水汽输送路径的角度出发,空间上可以推导沿途降水δ18O与饱和温度之间的关系为正相关。已有学者通过对塔什库尔干大气水汽δ18O的研究,认为该区域全年受瑞利分馏控制[29]。但是也有研究表明,高原北部春秋两季的水汽除了西风输送外,还混合了局地的蒸散发水汽,夏季的水汽来源复杂,同时混合了西风水汽、再循环水汽以及少量的东南季风水汽,仅在冬季西风水汽占有绝对优势[31]。除了水汽源地的影响以外,研究表明该区域夏季温度较高,蒸散发强烈,雨滴下落过程中受云下不饱和空气中动力蒸发的影响,降水δ18O也会偏正[32-34]。学者们对高原北部降水δ18O季节变化的研究,表明降水δ18O受控于温度效应[18,30,35],而南部受控于降水量效应[18,25-26]。

本文利用24个站点的资料,结合地理探测器方法,发现温度对降水δ18O年均值的空间分异特征解释不显著。然后分区进行讨论,对高原北部站点降水δ18O的年均值与温度进行相关分析,得出二者显著正相关($\delta^{18}O=0.51T-11.91$, $R^2=0.52$, $P<0.05$, T为年均温度,单位℃),而高原南部不显著。这表明高原北部降水δ18O在空间上也存在显著的温度效应,即站点温度越高,降水δ18O值也偏高。从图2和图3可以看出,高原北部的站点降水δ18O值自北向南降低,一定程度上叠加了海拔的影响,但也不符合沿水汽输送路径降低的规律。因此,高原北部这种空间上的温度效应可能与局地蒸发有关[31-34]。

3.4 δ18O主控因子的季节变化

如表5所示,地理探测器q统计量结果表明,青藏高原夏季降水δ18O空间分异的主控因素与全年的结果接近(表3),这可能与夏季降水δ18O值对年均值的贡献较大有关。并且与冬季相比各个因子对夏季降水δ18O空间分异的解释力更大,表明青藏高原夏季降水δ18O的空间分异性更强。地理探测器还发现无论是年均值、夏季均值还是冬季均值,纬度对降水δ18O空间分异的解释力最强。前人研究指出夏季青藏高原南部的降水δ18O受控于印度季风水汽,北部受控于西风水汽,而冬季整个青藏高原受控于西风水汽[18,24]。图2显示,高原冬季的δ18O值在南部偏大,北部偏小,这可能与距离水汽源地的远近有关。冬季西风带南移,受高原大地形的动力阻挡分为南北两支,与北支相比南支则靠近孟加拉湾和阿拉伯海地区,因此冬季高原降水δ18O的空间分异特征则可能反映了不同水汽源地的影响。

表5 青藏高原降水δ18O影响因子q统计量的季节变化

Tab. 5 The q-statistics of influential factors on precipitation δ18O in different season

q统计量	影响因子				
	纬度	经度	海拔	降水量	温度
夏季	0.89	0.52	0.52	0.26	0.40
冬季	0.34	0.12	0.05	0.14	0.27

注:数值为夏、冬季降水δ18O各个解释变量的q统计量。

结果还表明,经度对夏季降水δ18O空间分异的解释力为0.52,对年均值的解释力为0.57,结合图2显示结果,夏季降水δ18O在西部最高,中部最低,东部介于二者之间,而西部和东部的站点更靠近北部,因此经度的解释力可能与纬度的解释相似,即反映高原南北不同的水汽输送过程。Wang等[32-34]对我国西北地区的研究也表明,夏季该区域受蒸散发水汽和云下蒸发的影响,降水δ18O值往往偏高。因此,本文中得到的降水δ18O空间分异影响因子的季节变化特征实质上反映了青藏高原从南至北不同的气候模态。

4 结 论

基于青藏高原24个观测站点多年降水δ18O雨量加权平均数据,利用地理探测器方法,得出纬度、海拔、经度和降水量对青藏高原降水δ18O年均值空间分异的解释力分别为0.82、0.71、0.57和0.49($P<0.05$),温度的解释力不显著。因子之间的共同作用对青藏高原降水δ18O年均值空间分异的解释力均表现为增强,纬度和降水量共同作用的解释力最强为0.93,因子之间的共同作用增强了降水δ18O的空间分异性。同时纬度对青藏高原降水δ18O年均值、夏季均值和冬季均值空间分异的解释力均表现为最强。

致谢:衷心感谢张超和许杰在工作中提出的宝贵意见。

参考文献(References):

[1] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16

(4): 436–468.

[2] Gao Jing, Masson-Delmotte V, Risi C, et al. What controls precipitation $\delta^{18}O$ in the southern Tibetan Plateau at seasonal and intra-seasonal scales? A case study at Lhasa and Nyalam[J]. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 2013, 65: 1, 21043, doi: 10. 3402/tellusb. v65i0. 21043.

[3] Guenther F, Aichner B, Siegwolf R, et al. A synthesis of hydrogen isotope variability and its hydrological significance at the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Quaternary International, 2013, 313: 3–16.

[4] Joswiak D R, Yao Tandong, Wu Guangjian, et al. Ice-core evidence of westerly and monsoon moisture contributions in the central Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology, 2013, 59(213): 56–66.

[5] Ren W, Yao Tandong, Yang Xiaoxin, et al. Implications of variations in $\delta^{18}O$ and δD in precipitation at Madoi in the eastern Tibetan Plateau[J]. Quaternary International, 2013, 313–314: 56–61.

[6] Liu Jianrong, Song Xianfang, Yuan Guofu, et al. Stable isotopic compositions of precipitation in China[J]. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 2014, 66: 1, 22569, doi: 10. 3402/tellusb. v66. 22567.

[7] Tian Lide, Yao Tandong, Macclune K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources[J]. Journal of Geophysical Research- Atmospheres, 2007, 112, D10112, doi: 10. 1029/2006JD007718.

[8] Yu Wusheng, Yao Tandong, Tian Lide, et al. Relationships between $\delta^{18}O$ in precipitation and air temperature and moisture origin on a south-north transect of the Tibetan Plateau[J]. Atmospheric Research, 2008, 87(2): 158–169.

[9] Chakraborty S, Sinha N, Chattopadhyay R, et al. Atmospheric controls on the precipitation isotopes over the Andaman Islands, Bay of Bengal[J]. Scientific Reports, 2016, 6: 19555.

[10] Dong W, Lin Y, Wright J S, et al. Summer rainfall over the southwestern Tibetan Plateau controlled by deep convection over the Indian subcontinent[J]. Science Foundation in China, 2016, 7: 19.

[11] 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原中部降水稳定同位素变化与季风活动[J]. 地球化学, 2001, 30(3): 217–222. [Tian Lide, Yao Tandong, Sun Weizhen, et al. Stable isotope variation of precipitation in the middle of Qinghai-Xizang Plateau and monsoon activity[J]. Geochimica, 2001, 30(3): 217–222.]

[12] 田立德, 姚檀栋. 青藏高原冰芯高分辨率气候环境记录研究进展[J]. 科学通报, 2016, 61(9): 926–937. [Tian Lide, Yao Tandong. High-resolution climatic and environmental records from the Tibetan Plateau ice cores[J]. Chinese Science Bulletin, 2016, 61(9): 926–937.]

[13] 何由, 高晶, 姚檀栋, 等. 利用不同插值方法对青藏高原降水稳定同位素空间分布分析[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2): 351–359. [He You, Gao Jing, Yao Tandong, et al. Spatial distribution of stable isotope in precipitation upon the Tibetan Plateau analyzed with various interpolation methods[J]. Journal of Glaciology & Geocryology, 2015, 37(2): 351–359.]

[14] 高晶, 田立德, 刘勇勤, 等. 青藏高原南部羊卓雍错流域稳定同位素水文循环研究[J]. 科学通报, 2009, 54(15): 2153–2159. [Gao Jing, Tian Lide, Liu Yongqin, et al. Oxygen isotope variation in the water cycle of the Yamzho lake Basin in southern Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(15): 2153–2159.]

[15] 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 等. 青藏高原南北降水变化差异研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(5): 726–732. [Duan Keqin, Yao Tandong, Wang Ninglian, et al. The difference in precipitation variability between the North and South Tibetan Plateaus[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(5): 726–732.]

[16] 田立德, 姚檀栋, 余武生, 等. 青藏高原水汽输送与冰芯中稳定同位素记录[J]. 第四纪研究, 2006, 26(2): 145–152. [Tian Lide, Yao Tandong, Yu Wusheng, et al. Stable isotopes of precipitation and ice core on the Tibetan Plateau and moisture transports[J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(2): 145–152.]

[17] 王劲峰, 徐成东. 地理探测器: 原理与展望[J]. 地理学报, 2017, 72(1): 116–134. [Wang Jinfeng, Xu Chengdong. Geodetector: Principle and prospective[J]. Acta Geographica Sinica, 2017, 72(1): 116–134.]

[18] Yao Tandong, Masson-Delmotte V, Gao Jing, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. Reviews of Geophysics, 2013, 51: 525–548.

[19] 章新平, 姚檀栋, 中尾正义, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的经向变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 245–253. [Zhang Xinping, Yao Tandong, Nakawo Masayoshi, et al. Meridianal variation of stable isotopic compositions in precipitation of the Tibetan Plateau and its adjacent regions[J]. Journal of Glaciolgy and Geocryology, 2002, 24(3): 245–253.]

[20] 孙从建, 张子宇, 李捷, 等. 青藏高原西北部大气降水稳定同位素时空特征变化[J]. 山地学报, 2018, 36(2): 217–228. [Sun Conjian, Zhang Ziyu, Li Jie, et al. Temporal and spatial characteristics of stable isotopes of atmospheric precipitation in the Northwestern Tibetan Plateau[J]. Mountain Research, 2018, 36(2): 217–228.]

[21] 余武生, 马耀明, 孙维贞, 等. 青藏高原西部降水中$\delta^{18}O$变化特征及其气候意义[J]. 科学通报, 2009, 54(15): 2131–2139. [Yu Wusheng, Ma Yaoming, Sun Weizhen, et al. Climatic significance of $\delta^{18}O$ records from precipitation on the western Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(15): 2131–2139.]

[22] 文蓉, 田立德, 翁永标, 等. 喜马拉雅山南坡降水与河水中$\delta^{18}O$高程效应[J]. 科学通报, 2012, 57(12): 1053–1059. [Wen Rong, Tian Lide, Weng Yongbiao, et al. The altitude effect of $\delta^{18}O$ in precipitation and river water in the Southern Himalayas[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(12): 1053–1059.]

[23] Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 188(1–2): 253–268.

[24] Yang X, Yao T. Seasonality of moisture supplies to precipitation over the Third Pole: A stable water isotopic perspective[J]. Scientific Reports, 2020, 10(1): 15020.

[25] Adhikari N, Gao J, Yao T D, et al. The main controls of the precipi-

tation stable isotopes at Kathmandu, Nepal[J]. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 2020, 72(1): 1−17.

[26] He Y, Risi C, Gao J, et al. Impact of atmospheric convection on south Tibet summer precipitation isotopologue composition using a combination of in situ measurements, satellite data, and atmospheric general circulation modeling[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2015, 120(9): 3852−3871.

[27] 曾帝, 吴锦奎, 李洪源, 等. 西北干旱区降水中氢氧同位素研究进展[J]. 干旱区研究, 2020, 37(4): 857−869. [Zeng Di, Wu Jinkui, Li Hongyuan, et al. Hydrogen and oxygen isotopes in precipitation in the arid regions of Northwest China: A review[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(4): 857−869.]

[28] 孙从建, 张子宇, 陈伟, 等. 亚洲中部高山降水稳定同位素空间分布特征[J]. 干旱区研究, 2019, 36(1): 19−28. [Sun Conjian, Zhang Ziyu, Chen Wei, et al. Spatial distribution ofprecipitation stable isotopes in the alpine zones in Central Asia[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(1): 19−28.]

[29] 张亚宁, 张明军, 王圣杰, 等. 基于比湿订正拉格朗日模型的新疆短时强降水的水汽来源[J]. 干旱区研究, 2019, 36(3): 698−711. [Zhang Yaning, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Water vapor sources of short-time heavy rainfall in Xinjiang based on specific humidity-adjusted lagrangian modelel[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(3): 698−711.]

[30] Ma Q, Zhang M, Wang S, et al. Contributions of moisture from local evaporation to precipitations in Southeast China based on hydrogen and oxygen isotopes[J]. Progress in Geography, 2013, 32 (11): 1712−1720.

[31] 童佳荣, 周明亮, 孙自永, 等. 基于D, ^{18}O同位素和Hysplit4气团轨迹模型的黑河上游降水水汽来源研究[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(7): 151−156. [Tong Jiarong, Zhou Mingliang, Sun Ziyong, et al. Water vapor sources precipitation in the upper reaches of heihe river: Evidence from stable water isotopes and air mass trajectory model[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2016, 30(7): 151−156.]

[32] Wang S, Jiao R, Zhang M, et al. Changes in below-cloud evaporation affect precipitation isotopes during five decades of warming across China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2021, 126(7): e2020JD033075.

[33] Wang S, Zhang M, Che Y, et al. Contribution of recycled moisture to precipitation in oases of arid Central Asia: A stable isotope approach[J]. Water Resources Research, 2016, 52(4): 3246−3257.

[34] Wang S, Zhang M, Che Y, et al. Influence of below-cloud evaporation on deuterium excess in precipitation of arid Central Asia and its meteorological controls[J]. Journal of Hydrometeorology, 2016, 17(7): 1973−1984.

[35] Wang S, Zhang M, Hughes C E, et al. Factors controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: an observation network in the Tianshan Mountains, Central Asia[J]. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 2016, 68(Suppl.): 289−299.

Spatial heterogeneity of annual precipitation $\delta^{18}O$ over the Tibetan Plateau based on the use of a geographical detector

XI Wentao[1,2], GAO Jing[1,3]

(1. Key laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Process, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: The annual precipitation $\delta^{18}O$ from 24 stations over the Tibetan Plateau was analyzed based on the use of a geographical detector, which was applied to probe the spatial heterogeneity of precipitation $\delta^{18}O$ and to quantitatively understand the drivers. This method was used to successfully reflect the spatial heterogeneity of the annual precipitation $\delta^{18}O$ over the Tibetan Plateau. The latitude, altitude, longitude, and precipitation amounts respectively explained 0.82, 0.71, 0.57, and 0.49 of the spatial variation in annual precipitation $\delta^{18}O$. Additionally, the combined effects of different factors enhanced the explanation of spatial variation. The possible influences of latitude, precipitation amount, altitude, and temperature on annual precipitation $\delta^{18}O$ and seasonal variations in influential factors that cause the spatial heterogeneity of precipitation $\delta^{18}O$ were discussed. We conclude that latitude has the strongest explanatory power in relation to the spatial heterogeneity of annual, summer, and winter mean precipitation $\delta^{18}O$ over the Tibetan Plateau.

Keywords: Tibetan Plateau; precipitation $\delta^{18}O$; spatial heterogeneity; geographical detector